编号:0258-7106(2011)03-0522-11

胶西北新城金矿成矿流体与矿床成因

陆丽娜¹ 范宏瑞^{1**} 胡芳芳¹ 杨奎锋¹ 郑小礼² 赵 海²

(1 中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源研究重点实验室,北京 100029;

2 山东黄金集团有限公司,山东 莱州 264000)

摘 要 新城金矿是胶东招远-莱州成矿带内重要的蚀变岩型金矿。流体包裹体研究表明,新城金矿蚀变岩石 和各成矿阶段金矿石中的流体包裹体主要有3种类型: H_2O-CO_2 包裹体、富 CO_2 包裹体和 H_2O 溶液包裹体。早期乳 白色石英中主要赋存原生的 H_2O-CO_2 包裹体;成矿期黄铁矿石英脉中的富 CO_2 包裹体主要为原生,随机分布,常与 同时期的 H_2O 溶液包裹体共生且均一温度接近,在成矿晚期的石英和方解石中主要发育原生 H_2O 溶液包裹体。显 微测温结果显示,完全均一温度:成矿早期 H_2O-CO_2 包裹体为 $310 \sim 380$ °C,主成矿期富 CO_2 包裹体为 $240 \sim 315$ °C, 同期的 H_2O 溶液包裹体为 $209 \sim 311$ °C,成矿晚期 H_2O 溶液包裹体为 $147 \sim 170$ °C。氢、氧同位素表明新城金矿成矿 流体为岩浆水与大气水形成的混合热液,硫同位素进一步揭示了金矿的物质来源为以围岩S或壳源S与幔源S相互 作用的结果。区域应力场转变导致的流体减压沸腾作用可能是新城金矿金沉淀成矿的主要因素。

关键词 地球化学 流体包裹体 稳定同位素 蚀变岩型金矿床 新城 胶西北 中图分类号:P618.51 文献标志码:A

Ore-forming fluids and genesis of Xincheng altered rock gold deposit in northwestern Jiaodong Peninsula

LU LiNa¹, FAN HongRui¹, HU FangFang¹, YANG KuiFeng¹, ZHENG XiaoLi² and ZHAO Hai² (1 Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 2 Shandong Gold Group Co. Ltd., Laizhou 264000, Shandong, China)

Abstract

The Xincheng gold deposit is a typical altered rock type gold deposit in the Zhaoyuan-Laizhou gold ore belt of Jiaodong Peninsula, eastern China. Fluid inclusions in altered wall rocks and gold ores show that CO_2 -H₂O-NaCl fluids have three main types, namely H₂O-CO₂, CO₂-rich and aqueous inclusions. Early milky white quartz contains original H₂O-CO₂ inclusions. In the pyrite quartz vein, CO₂-rich inclusions occur in isolation or cluster, whereas the aqueous inclusions occur as secondary trails in microfractures cutting earlier quartz grains. Quartz and calcite of the late ore-forming stage developed original aqueous inclusions. Microthermometric data show that the homogenization temperatures of H₂O-CO₂ inclusions at the early stage fall in the range between 310°C and 380°C, CO₂-rich inclusions at the main stage range from 240°C and 315°C, aqueous inclusions at the same stage are between 209°C and 311°C. Aqueous inclusions at the late stage range from 147°C to 170°C. D-O stable isotopes indicate that the main ore-forming fluid of the Xincheng gold deposit was the product of mixing between magmatic fluid and meteoric water, S stable isotopes further reveal that Au came from the source in-

第一作者简介 陆丽娜,女,1983年生,博士研究生,主要从事岩石学和矿床学研究。Email:luln@mail.igcas.ac.cn

**通讯作者 范宏瑞,男,1963年生,研究员,岩石学和地球化学专业。Email:fanhr@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期 2011-02-20;改回日期 2011-04-03。张绮玲编辑。

本文受国家自然科学基金项目(40625010)和全国危机矿山接替资源找矿项目(20089930)资助

duced by the interaction between crustal/rock S and mantle S. Fluid immiscibility caused by change of mineralization stress possibly led to gold precipitation at Xincheng.

Key words: geochemistry, fluid inclusions, stable isotopes, altered rock type gold deposit, Xincheng, northwestern Jiaodong Peninsula

胶东半岛是中国最重要的金矿产出集中区之 一,也是环太平洋中生代金成矿系统的重要组成部 分 Goldfarb et al., 1998)。该矿集区以金矿密集分 布、矿床规模巨大著称,由西向东依次分布着招远-莱州、蓬莱-栖霞、牟平-乳山三大金成矿带(陈光远 等,1989),占据着全国1/4多的黄金储量。目前普 遍认为金的成矿与中生代岩石圈减薄及相应的构造 体制转折、岩浆热液活动等有密切联系(Wang et al., 1998 , Zhai et al., 2001 , Qiu et al., 2002 , Fan et al., 2003; 2007; Mao et al., 2003; Yang et al., 2003 Chen et al., 2005)。新城金矿是胶西北招远-莱州成矿带上的最重要金矿床之一,但前人对其研 究主要集中在矿床地质、围岩蚀变和原生晕地球化 学及找矿预测等方面(李惠等,1998;陈国华等, 1998 赵海等 ,2004 ;王龙振等 ,2008)。本文对新城 金矿的流体包裹体及稳定同位素进行了详细的研 究,并根据其结果探讨了成矿流体的性质及演化。

1 区域与矿床地质

新城金矿位于胶西北焦(家)新(城)主干断裂 带北段 NE 向 NEE 向转折处(图1),为" 焦家式"蚀 变岩型金矿的典型代表。矿体上盘为中生代玲珑黑 云母二长花岗岩,下盘为中生代郭家岭花岗闪长岩, 岩体的侵位时代分别为 160~152 Ma 和 130~126 Ma(SHRIMP U-Pb 年龄;Miao et al., 1997; Wang et al., 1998; Qiu et al., 2002)。矿区范围内未见太 古界胶东群基底地层出露,郭家岭花岗闪长岩之上 庄岩体出露于矿区东部地表。

焦新断裂带由焦新主干断裂、上庄-望儿山分支 断裂、河西分支断裂组成(图1),它控制了矿田内金 矿床的分布。新城金矿床的主导控矿构造为焦新主 干断裂,控矿断裂早期表现出中深成的韧性剪切带 性质,后期表现出浅成的脆性断裂性质,总体呈现出 缓倾斜的韧脆性多期活动叠加的特征。该主干断裂 总体走向40°,倾向NW,倾角26~30°。矿体的产出 受控于主干断裂,浸染状和细脉浸染状矿体产于主 裂面下盘,与主裂面大致平行,以45°角向SW侧伏。



图 1 胶东新城金矿区域地质简图(据李士先等 2007) Fig. 1 Simplified geological map of the Xincheng gold ore district in Jiaodong Peninsula showing lithologic distribution, regional structure and locations of gold deposits (after Li et al., 2007)

矿区内构成开采价值的主要是 [号矿体和 \ 号矿体 (图 2)。

矿石类型主要为浸染状黄铁绢英岩和细脉-网 脉状黄铁石英脉型。金属矿物以黄铁矿为主,有少 量黄铜矿、方铅矿等。金主要有自然金、银金矿、辉 银矿,其中自然金仅在V号矿体中可见,以晶隙金、 裂隙金、包体金形式赋存在黄铁矿、黄铜矿、石英等 中。脉石矿物以石英为主,其次是绢云母、长石、角 闪石、黑云母、方解石等。围岩蚀变往往表现为不对



图 2 新城金矿床 183' 勘探线 ∨ 号矿体剖面图 ●

Fig. 2 Geological section along 183' exploration line of the Xincheng gold deposit in Jiaodong Peninsula

称分带特征,矿体上盘蚀变带相对较窄,蚀变类型发 育不全,矿体下盘蚀变强,宽度大,蚀变类型发育齐 全。从主断裂面向下盘外侧,依次分为断层泥带、黄 铁绢英岩带、绢英岩化蚀变岩、钾化花岗岩带及未蚀 变的新鲜花岗闪长岩。不同蚀变带之间呈渐变过渡 关系。

根据野外穿插关系、矿物共生组合和结构构造 特点,新城金矿床成矿作用从早到晚可分为3个阶 段: [石英-钾长石阶段,最常见的矿物是钾长石、透 明度较差的乳白色石英,一般石英脉体不完整,石英 中散布着少量浸染状粗粒黄铁矿; [[石英-黄铁矿阶 段,主要矿物有石英、黄铁矿,不同于招莱成矿带内 的三山岛等金矿床,区内石英-多金属硫化物阶段并 不发育,但仍零星可见浸染状中粗粒黄铁矿、方铅 矿、黄铜矿等,其中石英呈烟灰色,黄铁矿以脉状、细 脉状、浸染状为主,此外还伴有绢云母化;Ⅲ石英-碳 酸盐阶段,以方解石为主,并含有极少量的黄铁矿和 石英。其中第Ⅰ阶段为成矿作用的早期,第Ⅱ阶段 为主要成矿阶段,第Ⅲ阶段为成矿作用的晚期。

另外,区内发育一些基性脉岩,走向多为近南北向,少数为 NNE 向和 NEE 向,倾角比较陡。相对胶 东东部乳山地区金矿床的基性脉岩发育程度,新城 金矿的脉岩相对较少。

[●] 山东黄金集团有限公司. 2007. 山东省莱州市新城金矿区 \ 号矿体深部普查报告.

2 流体包裹体研究

本次研究分别在 I 号矿体的 - 520、 - 500 和 -175中段以及 V 号矿体的 - 630、 - 580 和 - 570 中 段采集了不同成矿阶段的矿石及蚀变岩样品共 50 件,进行了流体包裹体研究。先将这些样品磨制成 厚度为 200~150 μm 双面抛光薄片做矿相学和流体 包裹体观察,然后选择有代表性的包裹体进行显微 测温和激光拉曼探针分析。

流体包裹体的温度测试工作是在中国科学院地 质与地球物理研究所流体包裹体实验室 Linkam THMS 600 型显微冷热台上完成的,并利用 FLUID INC 公司提供的人工合成包裹体标样对冷热台进行 温度标定,该冷热台在< -120℃时的测定精度约为 ± 1 ℃、 $-120 \sim -70$ ℃区间为 ± 0.5 ℃、 $-70 \sim$ +100℃区间为 ± 0.2 ℃、 $+100 \sim +500$ ℃区间为 \pm 2℃。流体包裹体显微测温过程中,低温下(<30℃) 升温速率为 1℃/min,中、高温下(>100℃)升温速率 约为 3℃/min,而在相变化温度附近,升温速率减小 到 < 0. 2℃/min。利用流体包裹体计算程序 MacFlincof(Brown et al., 1995)对测试结果进行了 数据计算。低盐度 H₂O 溶液流体包裹体的盐度是 根据包裹体冷冻回温后得到的最后一块冰融化的温 度(冰点),再利用 Bodnar(1993)的方程式计算获得。 2.1 岩相学

显微镜下不同蚀变带岩石及各成矿阶段脉体石 英中均含有较丰富的流体包裹体,根据室温及冷冻 回温过程中的相态变化,含金脉体及蚀变岩石英中 的流体包裹体主要有3种类型, H_2O-CO_2 包裹体、富 CO_2 包裹体和 H_2O 溶液包裹体。 H_2O-CO_2 包裹体 为负晶形、椭圆形、长条形、规则形或不规则形,大小 一般 4~10 μ m,室温下呈 2~3 相[H_2O 溶液相 + CO_2 液相(L_{CO_2}) $\pm CO_2$ 气相(V_{CO_2})], $V_{CO_2} + L_{CO_2}$ 通 常占包裹体体积的 50%以下(图 3a)。室温下富 CO_2 包裹体也呈2~3相(H_2O 溶液相 + CO_2 液相 $\pm CO_2$



图 3 新城金矿石英中的流体包裹体照片(图中比例尺为 20 µm) a. 成矿早期 第Ⅰ阶段)H₂O-CO₂ 包裹体 ,b~d. 主成矿期 第Ⅱ阶段)富 CO₂ 包裹体 ;e. 主成矿期 第Ⅱ阶段)富 CO₂ 包裹体和 H₂O 溶液包裹体 ;f. 成矿晚期 第Ⅲ阶段)H₂O 溶液包裹体

Fig. 3 Photographs of fluid inclusions in the Xincheng gold deposit (scale : 20μm) a. H₂O-CO₂ inclusion of the first stage ; b , c , d. CO₂ rich inclusion of the second stage ; e. CO₂ rich inclusion and H₂O inclusion of the second stage ; f. H₂O inclusion of the last stage 气相), $V_{CO_2} + L_{CO_2}$ 变化较大,占总体积的 40% ~ 80%(图 3b、3c、3d)。这类包裹体为负晶形、椭圆形 或长条形,一般<4~14 μ m; H_2O 溶液包裹体由 H_2O 气相和液相($V_{H_2O} + L_{H_2O}$)组成,气相分数1% ~ 10%,长条形、负晶形、椭圆形或不规则状(图 3e、 3f),个体变化较大 $A \sim 15 \mu$ m。

各热液阶段形成的脉石英和碳酸盐矿物内有数 量不均及类型不同的流体包裹体组合。第 [阶段乳 白色石英中含有大量细小的流体包裹体,包括原生 H₂O-CO₂ 包裹体(图 3a)以及后期在强烈的微裂隙化 和愈合作用下形成的次生 H₂O 溶液包裹体。富 CO₂ 包裹体在第 [阶段脉石英中沿愈合裂隙分布(图 3b),明显为次生,在第 [] 阶段石英中则呈孤立状或 随机分布(图 3c,3d,3e),为原生或假次生;在第 [] 阶 段石英中,常见到富 CO₂ 包裹体和 H₂O 溶液共存现 象(图 3e),其均一温度接近,这反映出该期流体在被 捕获时可能有不混溶现象发生(Ramboz et al., 1982; Roedder, 1984; Shepherd et al., 1985; 卢焕 章等, 2004)。在主成矿期烟灰色石英中 H₂O 溶液 包裹体也呈孤立状分布(图 3e),气相分数(5%~ 20%)相对较大,呈负晶形、椭圆形或长条形;而明显 呈次生状的流体包裹体(图 3f),其气相分数相对较 小(1%~5%),被认为是从最晚期热液中捕获的流 体包裹体。

2.2 显微测温结果

对新城金矿不同成矿阶段代表性样品中各类流体包裹体进行了详细的显微测温,结果见表1、图4和图5,现分述如下。

(1) 成矿早期(第1阶段)H₂O-CO₂包裹体

 H_2O-CO_2 包裹体完全被冷冻后回温,发生的第 一个相变化为固态 CO_2 的熔化(t_{m,CO_2}),其温度区间 为 – 57.4 ~ – 56.6 °C(表 1,图 4),激光拉曼光谱测 试并没有检测到其他物质的特征峰,且与纯 CO_2 的 三相点(– 56.6 °C)比较接近,表明成分可能基本为



图 4 新城金矿富 CO, 包裹体和 H,O-CO, 包裹体低温下相变直方图

a. 成矿期富 CO₂ 包裹体固相 CO₂ 熔化温度、笼合物熔化温度和部分均一温度直方图 ; b. 成矿早期 H₂O-CO₂ 包裹体固相 CO₂ 熔化温度、笼合物熔化温度和部分均一温度直方图

Fig. 4 Histograms showing microthermometric measurements of CO2-rich and H2O-CO2 fluid inclusions in the Xincheng

ore deposit

a. Histogram showing t_{m,CO_2} , $t_{m,clath}$ and t_{h,CO_2} of CO₂-rich inclusions at the mineralizing stage; b. Histogram showing

 $t_{\rm m,CO_2}$, $t_{\rm m,clath}$ and $t_{\rm h,CO_2}$ of H₂O-CO₂ inclusions at the early mineralizing stage

表 1	新城金矿	`流体包裹	体显微》	则温结果

Table 1	Microthermometric	data of fluid	inclusions in	the Xincheng	gold deposit
---------	-------------------	---------------	---------------	--------------	--------------

成矿阶段	包裹体类型	$t_{\rm m,CO_2}$ /°C	$t_{\rm m,cla}/^{\circ}{\rm C}$	t _{h,∞2} /°C	t _m , ice ∕ °C	$t_{\rm h,tot}$ /°C
成矿早期(第⊥阶段)	H ₂ O-CO ₂ 包裹体	$-57.4 \sim -56.6$	4.7~9.6	20.3~30.7		310~380
主成矿期(第Ⅱ阶段)	富 CO ₂ 包裹体	$-57.0 \sim -56.6$	5.1~9.9	24.5 - 30.9		240~315
主成矿期(第Ⅱ阶段)	H ₂ O 溶液包裹体				$-3.6 \sim -1.0$	209~311
成矿后期(第Ⅲ阶段)	H ₂ O 溶液包裹体				$-2.1 \sim -1.0$	$147\!\sim\!170$

注: t_{m CO2}为固相 CO2 熔化温度 #m.slath为笼合物熔化温度 #h CO3 部分均一温度 #m.see为冰点 #h, tet为完全均一温度



图 5 新城金矿不同成矿阶段流体包裹体 均一温度直方图

Fig. 5 Histograms showing total homogenization temperature of different stage inclusion in the Xincheng gold deposit

纯 CO₂;接下来的相变为笼合物的熔化,温度 ($t_{m, clath}$)为4.7~9.6℃(表1,图4);包裹体内液相 CO₂和气相 CO₂部分均一至液相,少量为临界均一, 部分均一温度(t_{h, CO_2})为20.3~30.7℃(表1,图4); 包裹体的完全均一温度($t_{h, tot}$,多至液相)为310~ 380℃(表1,图5)。这类包裹体个别(n = 2)发生了 爆裂,其爆裂温度分别为341℃和345℃,发生爆裂 的包裹体在此类型中气相分数(40%和45%)相对较 大。利用 MacFlincor(Brown et al., 1995)程序计算 获得的含碳相密度(ρ_{CO_2})和包裹体总密度(ρ)分别为 0.55~0.77 g/cm³和0,79~0.97 g/cm³,水溶液相 的盐度 u(NaCl_{en})为0.8%~9.4%。

(2) 主成矿期(第Ⅱ阶段)富 CO₂ 包裹体和 H₂O 溶液包裹体

室温下富 CO₂ 包裹体也由 CO₂ 液相 ± 气泡和 H₂O 溶液相组成。包裹体完全被冷冻并回温后,固 相的 初始 熔化 温度 绝大多数集中在 - 57.0 ~ -56.6℃,个别为 - 57.4~ - 57.1℃,仅占此类型包 裹体数量的 4%(表1,图4),表明包裹体成分以纯 CO₂ 为主,局部除 CO₂ 外可能还有其他组分,但经激 光拉曼光谱测试,并没有检测到 CH₄ 或 N₂ 等特征 峰。测得笼合物的 熔化 温度($t_{m, clath}$)为 5.1~ 9.9℃。进一步回温后,包裹体在 24.5~30.9℃温度 区间内发生部分均一,测试的这类包裹体部分为临 界均一,主要部分均一温度范围为 28.2~30.9℃。 获得的完全均一温度($t_{h,tot}$, 多均一至 CO₂ 液相)为 240~315℃(表1 图 5)。一些包裹体在升温均一化 过程中发生了爆裂(n > 10)。利用 MacFlincor (Brown et al., 1995)程序计算,获得的含碳相密度 (ρ_{CO_2})和包裹体总密度(ρ)分别为 0.55~0.72 g/cm³ 和 0.78~0.90 g/cm³,水溶液相的盐度 w(NaC1_{eq}) 为 0.2%~8.8 %。

主成矿期与富 CO₂ 包裹体共存的或单独出现的 H₂O 溶液包裹体,其冰点($t_{m ice}$)为 - 3.6~ - 1.0°C, 均一温度($t_{h , tot}$,至液相)为 209~311°C(表 1,图 5),对应的包裹体盐度 u(NaCl_{eq})为 1.7%~5.9% (表 1)。

(3)成矿晚期(第Ⅲ阶段)H₂O溶液包裹体

这类 H₂O 溶液包裹体主要在第Ⅲ阶段石英-碳酸盐中被捕获,包裹体的冰点、均一温度和盐度都较成矿期的明显低,分别为-2.1~-1.0℃(主要集中在-2.1~-1.0℃),147~170℃(表1,图5)和 u(NaCl_{eq})1.7%~5.9%(主要集中在1.7%~3.4%)。

2.3 激光拉曼探针分析

单个包裹体的激光拉曼探针分析在中国科学院 地质与地球物理研究所流体包裹体实验室英国 Renishaw公司生产的 RM-2000 型激光拉曼探针仪 上完成,使用 Ar⁺激光器,波长 514 nm,所测光谱的 计数时间为 10 s,每 1 cm⁻¹(波数)计数一次,100~ 4 000 cm⁻¹全波段一次取峰,激光束斑大小约为 1 μ m,光谱分辨率 2 cm⁻¹,选择部分有代表性的 CO₂-H₂O 包裹体和富 CO₂ 包裹体进行了激光拉曼 探针分析。包裹体激光拉曼探针测试表明,在拉曼 谱图上除了寄主矿物石英的特征峰外,出现 CO₂ 特 征峰(1 386 cm⁻¹和1 283 cm⁻¹)和宽泛的液相 H₂O 峰(3 310~3 610 cm⁻¹)图 6)。

3 稳定同位素

选取不同阶段,特别是主成矿阶段的石英及黄铁矿进行H、O、S稳定同位素分析。首先将不同阶段的代表性样品粉碎到40~60目,挑选出纯度大于99%的石英(10g),黄铁矿(2g)用于各种稳定同位素分析。

实验均在核工业地质研究院分析测试研究所稳





Fig. 6 Laser Raman spectra of the typical CO₂-rich inclusions in the Xincheng gold deposit

定同位素地球化学实验室完成。H 同位素分析采用 热爆法,首先从石英样品中提取包裹体 H_2O ,使之与 金属铬在 800°C 条件下反应生成 H_2 ,然后用质谱仪 进行 H 同位素测定。O 同位素分析采用 BrF_5 法,将 石英在 550~700°C 条件下与 BrF_5 反应生成 O_2 ,再 使 O_2 与碳棒反应生成 CO_2 ,然后用质谱仪测定其中 的 O 同位素。S 同位素分析采用 V_2O_5 法,将硫化物 与 V_2O_5 在高温下反应生成 SO_2 ,用质谱仪测定其中 的 S 同位素。H、O 同位素测定仪器为 MAT-253,分

析精度±0.2‰ ,S 同位素测定使用仪器型号 MAT-251 ,分析精度±0.2‰。测试结果见表 2 和表 3。 ∂D 和 ∂¹⁸O 相对于 SMOW ∂³⁴S 相对于 CDT。

3.1 氢、氧同位素

挑选出 2 件石英做 H、O 同位素分析。新城的 蚀变岩型金矿中与黄铁矿共存的烟灰色石英含量甚 少,所以只挑选出一件符合同位素实验对于石英含 量要求的第 Ⅲ 阶段样品,另外一件为第 Ⅰ 阶段乳白 色石英。根据石英-水同位素分馏方程(Clayton et al., 1972):

 $1\ 000\ \ln_{\Xi\Xi} = 3.38 \times 10^6 / T^2 - 3.4$

以及上述流体包裹体测温结果,分别选取不同 阶段包裹体完全均一温度平均值 330℃、260℃ 计算 第 [阶段和第]] 阶段热液中的 H_2 O 的 δ^{18} O 值,结 果表明第 [阶段流体的 δ^{18} O 值为 7.0‰, δ D 为 – 75.5‰,第 [] 阶段的 δ^{18} O 值为 4.3‰, δ D 为 – 81.7‰(表2)。

3.2 硫同位素

挑选了第 1 阶段和第 Ⅱ 阶段黄铁矿共 5 件样品 做 δ³⁴S 分析,其中第 Ⅰ 阶段样品 1 件,第 Ⅱ 阶段样 品 4 件。结果表明第 Ⅰ 阶段 δ³⁴S 值为 8.7‰,第 Ⅱ 阶段 δ³⁴S 值变化为 8.5‰~10.6‰,平均 9.6‰(表 3)。

表 2 招莱成矿带主要金矿床氢氧同位素组成

序号	矿床	矿物	产状◯	δ ¹⁸ O _{石英} /‰	平衡温度/℃	$\delta{}^{18}\mathrm{O}_{\mathrm{H_{2}O}} / \%$	8D _{H2} 0∕‰	来源
1	新城	石英	乳白色石英	12.9	330	7.0	- 75.5	本文
2	新城	石英	黄铁矿石英脉	12.8	260	4.3	-81.7	本文
3	新城	石英	黄铁矿石英脉	13.5		5.4	-91.0	罗镇宽等 ,2002
4	新城	石英	黄铁矿石英脉	14.7		6.6	-81.0	张理刚 ,1989*
5	新城	石英	黄铁矿石英脉	13.9		5.7	-89.0	张理刚 ,1989*
6	焦家	石英	黄铁矿石英脉			5.8	-60.1	张理刚 ,1989*
7	焦家	石英	黄铁矿石英脉			6.7	-60.1	李兆龙 ,1993*
8	马塘	石英	含矿石英脉	10.0		3.9	-75.4	李兆龙 ,1993*
9	马塘	石英	含矿石英脉	13.6		4.6	-88.9	罗镇宽等 ,2002
10	马塘	石英	含矿石英脉	13.5		5.5	-95.8	罗镇宽等 ,2002
11	马塘	石英	含矿石英脉	14.0		5.0	-76.6	杜心君 ,1988*
12	仓上	石英	白色石英脉	12.6	250	3.2	-76.7	王炳成 ,1993*
13	仓上	石英	灰色石英脉	14.1	250	2.3	-82.0	王炳成 ,1993*
14	三山岛	石英	乳白色脉	10.2	325	7.8	-63.8	Fan et al. , 2003
15	三山岛	石英	含矿石英脉	13.7	275	8.5	-77.2	Fan et al. , 2003
16	三山岛	石英	含矿石英脉	13.4	250	7.5	-79.1	Fan et al. , 2003
17	三山岛	石英	含矿石英脉	13.2	265	7.7	-66.4	Fan et al. , 2003
18	三山岛	石英	含矿石英脉	12.8	280	7.7	-70.4	Fan et al. , 2003
19	三山岛	石英	含矿石英脉	13.1	245	7.0	-80.6	Fan et al. , 2003

Table 2 D-O stable isotope composition of typical god deposit in the Zhao-Lai ore belt

528

表 3 新城金矿床硫同位素组成

 Table 3
 S stable isotope composition of Xincheng god

deposit in the gluodoing I chilibata / chili

样号	测试对象	产状	成矿阶段	δ ³⁴ S / ‰
09XC55	黄铁矿	自形粒状	第⊥阶段	8.7
09XC33	黄铁矿	浸染状	第Ⅱ阶段	8.5
09XC01	黄铁矿	浸染状	第Ⅲ阶段	9.3
09XC05	黄铁矿	浸染状	第Ⅱ阶段	10.6
10XC33	黄铁矿	浸染状	第Ⅱ阶段	9.8



图 7 新城及招莱成矿带内金矿床氢氧同位素组成 (据罗镇宽等 2002)

焦新矿田即焦(家)新(城) 主要由焦家、新城、马塘等金矿床组成, 三仓矿田即三(山岛)仓(上)が田,主要由三山岛、仓上金矿床组成 Fig. 7 The ôD-ô¹⁸O diagram of Xincheng and other gold deposits in Zhao-Lai ore bel(After Luo et al., 2002)

4 讨 论

4.1 成矿流体来源

本文数据第 1 阶段氢、氧同位素落入岩浆水范 围,第 11 阶段分布在 300℃大气水演化线与 300℃岩 浆水演化线交接的区域;他人数据均是采自黄铁矿 石英脉,属第 11 阶段,也投影在 300℃大气水演化线 与岩浆水演化线交接的区域(图7)。结合各阶段的 流体包裹体特征,成矿早期流体主要为岩浆水;主成 矿期混入了大气降水,第 11 阶段富 CO₂ 包裹体和 H₂O 溶液包裹体这 2 种包裹体的同时存在也说明了 流体的混合性质;到第 111 阶段,则逐渐向大气降水 演化,此时的流体也以 H₂O 溶液包裹体为主。

以招莱成矿带为例,焦新矿田内的焦家、新城和 马塘3个矿床的氢、氧同位素都分散在300℃大气水 演化线与岩浆演化线之间(图7)表明成矿流体从早 期的岩浆水为主过渡到主成矿期以岩浆水和大气水 两者为主。三仓矿田内的三山岛、仓上金矿床的氢、 氧同位素位于 300℃大气水的左侧,显示出大气降水 在成矿流体中占有优势地位。此成矿带内的焦新和 三仓矿田成矿流体,大气水参与并占有优势比例,这 可能与这类蚀变岩型金矿的控矿断裂规模大、切割 深、破碎程度高有关,有利于大气水的下渗、加热和 循环,演化为成矿流体(罗镇宽等,2002)。

新城金矿的硫同位素组成具有相对集中分布、 正向偏离陨石硫值(0±1‰,郑永飞等,2000)特征, 且第 Ⅱ 阶段 δ ³⁴ S 值(平均 9.6‰)比第 Ⅰ 阶段 (8.7‰)升高了近1‰。根据统计数据显示(杨士望 等 ,1993 ;肖武权等 ,1995 ;杨忠芳等 ,1998 ;高太忠 等 ,2001 ;王义文等 ,2002 ;夏林 ,2003 ;毛景文等 , 2005)新城 δ³⁴S 值 与胶东群、 荆山群绿岩地体, 胶 东中基性脉岩 ,玲珑、栾家河、郭家岭等花岗岩的平 均 δ ³⁴S 值相近、不能排除这些岩类独自或共同提供 硫源的可能性。毛景文等(2005)认为 ,胶东中生代 各类岩石 d ³⁴S值的基本类似可能反映出在地质历史 过程中随着壳幔相互作用的不断进行 ,硫同位素已 经基本上均一化 在中生代金矿形成时 成矿流体来 自一个统一的流体库——壳幔相互作用过程的流体 系统。新城矿体产在下盘郭家岭岩体内,而郭家岭 岩体是壳幔混熔成因 在矿区内又发育基性脉岩 故 此推测壳源 S 或围岩 S 是新城金矿的硫同位素的主 要来源 幔源 S 可能也是来源之一。综上,新城金矿 的硫同位素以围岩 S 或壳源 S 为主, 幔源 S 很可能 也做出了贡献 是它们相互作用的结果。

4.2 成矿流体演化

新城金矿成矿流体从早阶段低盐度 CO_2-H_2O 型 经主成矿阶段的富 CO_2 型和低盐度 H_2O 溶液型 ,向晚阶段的贫 CO_2 低盐度 H_2O 溶液型演化。可以认为,新城金矿成矿流体应为简单的 CO_2-H_2O -NaCl 体系,盐度 $uc(NaCl_{eq})$ 为 8.8% ~0.8%,主成矿温度为 240 ~ 315℃,属于低盐度流体。从获得的流体包裹体参数来看,成矿流体从早阶段至成矿主阶段 CO_2 相密度及水溶液相的盐度变化不大,只是温度由中温向中-低温发展。晚阶段流体温度进一步降低,基本不含 CO_2 组分。

主成矿阶段石英中最显著的特征是常可见到富 CO₂包裹体和 H₂O 溶液包裹体共生(图 3e),气相分 数小的水溶液包裹体均一至液相(209~311℃),而 气相分数大的富 CO₂包裹体常发生爆裂(260~ 320℃)。其中,图 3e中气液两相水溶液包裹体均一 温度为 270℃,与富 CO₂ 包裹体(图 3e)的均一温度 (267℃)比较相近,属沸腾流体包裹体组合。可以认 为新城金矿床主成矿过程中发生了强烈的流体沸腾 现象,也正是流体发生强烈沸腾造成了金的沉淀成 矿。从新城金矿井下坑道观察来看,早阶段形成的 石英脉在成矿地段明显遭受到了构造破碎,甚至形 成石英碎斑,而主成矿阶段形成的硫化物以脉(带) 状充填于早期石英脉中,同时张性裂隙中形成了石 英晶洞。因此,在主成矿阶段,构造性质由挤压向伸 展转变,可以认为,成矿应力场转变导致了流体发生 减压沸腾,使成矿物质快速沉淀。

新城金矿床第 1 阶段和第 11 阶段石英中存在含 CO₂ 包裹体,这为流体捕获压力的估算提供了可能。 根据上述显微测温结果,利用 MacFlincor 流体包裹 体计算程序(Brown et al, 1995),获得的成矿早期流 体压力为 210~270 MPa,主成矿期流体压力为 150 ~210 MPa。因此,随着成矿热液的演化,流体压力 趋于降低。

4.3 成矿机理

上述流体包裹体研究表明,新城金矿床成矿流体的性质为中、低盐度 CO₂-H₂O-NaCl 流体,这与胶东其他地区金矿床的成矿流体性质相似(徐九华等, 1996;卢焕章等,1999;沈昆等,2000;范宏瑞等, 2005;Fan et al.,2007;Mao et al.,2008)。对胶东 金矿区这种低盐度 CO₂-H₂O 流体,目前大多数人认 为初始流体以岩浆水为主,在成矿期和成矿晚期有 大气水加入(凌洪飞等,2002;Fan et al.,2003)。

越来越多的研究发现,CO₂ 在金矿形成过程中 起着非常重要的作用。Seward (1973)、Stefánsson等 (2004)利用 $f(O_2)$ ·pH 图解说明无论是 $f(O_2)$ 还是 pH 值的改变均能降低金的溶解度,而还原和略偏碱 性条件有利于金的溶解。Phillips 等(2004)认为金的 有效搬运离不开 H₂S 和 CO₂,其中 H₂S 主要是与金 形成金硫络合物,而 CO₂ 可调节流体的 pH 值使其 保持在金硫络合物稳定存在的范围内,从而提高金 的溶解度。Lowenstern(2001)则认为可以加速气相 的形成,其沸腾作用可导致残留液相的 $f(CO_2)$ 降低 和 pH 升高,从而使金硫络合物失稳和金沉淀。

新城金矿的控矿断裂焦-新断裂,是郯庐断裂带 的一条次级、多期活动的构造带。在成矿早期,区域 NNE 向右行张扭性剪切活动,塑造了焦-新断裂带内 现今的次级断层组合特征,即以焦-新带为主,河西

带和望儿山带等多条束状右行张扭性断裂面组合。 在此区域应力场的控制下,在焦新主干断裂的下盘, 形成多个右行张性构造透镜体 ,其内部岩石发生强 烈破碎 ,受到由断裂活动引起的早期大规模热液流 体蚀变 发生大面积钾化、硅化和黄铁绢英岩化 ,而 主干断层靠近上盘的致密断层泥,对上述蚀变的发 生起到了至关重要的"隔档层"作用。而主成矿期, 区域应力场的性质发生明显转变,以 NNE 向左行压 扭性剪切活动为主。早期碎裂蚀变的岩石发生更加 强烈的剪切破碎,局部应力集中地段达到糜棱岩化。 伴随剪切作用的进行,区内发生主期成矿作用,在靠 近主断面下盘的位置 ,形成了以强硅化(糜棱岩)细 粒浸染状黄铁绢英岩型矿石为主的多个小矿体 ,而 受到区域断裂活动的控制 各小矿体在空间上呈明 显的左行雁列状。新城金矿形成于 117 Ma(杨进辉 等 2000) 这与胶东地区金爆发成矿的时间一致 ;而 胶东地区在(120±10)Ma正处于构造机制转折、岩 石圈强烈减薄的关键时期(Zhai et al., 2004; Chen et al. , 2005) 新城金矿的情况正好与之吻合。由于 成矿应力场的转变导致了成矿流体发生减压沸腾, 促使流体介质条件发生强烈变化 ,引起流体不混溶 作用 CO2 的出溶造成热液中硅质和黄铁矿 ,特别是 金等金属元素沉淀而形成矿体。在成矿作用晚期, 大气降水大量加入 ,流体的性质又发生变化 ,温度 (147~170°C)和盐度(w(NaClea)1.7%~3.4%)明 显降低 本期流体中金含量微弱 未能形成矿化。

5 结 论

(1)新城金矿不同蚀变带岩石和各成矿阶段金
 矿石中的流体包裹体有3种类型:H₂O-CO₂包裹体、
 富 CO₂包裹体和 H₂O 溶液包裹体。

(2)成矿流体为低盐度的 CO_2 -H₂O-NaCl 体系, 成矿早期主要为 H₂O-CO₂ 流体,经主成矿阶段的富 CO₂ 型和低盐度 H₂O 溶液型,向晚阶段的贫 CO₂ 低 盐度 H₂O 溶液型演化。主成矿温度为 240~315 ℃, 流体压力为 150~210 MPa。

(3)在成矿早期,成矿流体以岩浆水为主,至主 成矿期则以岩浆水和大气水两者为主;物质来源上, 硫同位素以围岩硫或壳源硫为主,有幔源硫的加入, 它们共同作用形成了新城金矿床的硫同位素组成。 焦新主干断裂规模大、切割深,为成矿流体的运移和 储存提供了良好的条件,在偏碱性的环境下,有利于 金的溶解和沉淀,并赋存于黄铁矿之中,从而形成新 城金矿体。

志 谢 野外工作期间得到山东黄金集团新城 金矿领导的关心指导及多位地质同行的鼎力支持和 协助,审稿专家提出了宝贵的修改意见,特此感谢!

References

- Bodnar R J. 1993. Revised equation and stable for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions J J. Geochimica et Cosmochimica Acta , 57:683-684.
- Brown P E and Hagemann S G. 1995. MacFlincor and its application to fluids in Archaean lode-gold deposits [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59:3943-3952.
- Chen G H , Liu L D and Zhong C X. 1998. The study of ore geochemistry of Jiaodong gold deposits J]. Global Geology , 17 : 19-26 (in Chinese with english abstract).
- Chen G Y , Shao W and Sun D S. 1989. Genetic mineralogy of gold deposit in Jiaodong Region with emphasis on gold prospecting[M]. Chongqing : Chongqing Publishing House. 125-234 (in Chinese with English abstract.)
- Chen Y J , Pirajno F and Qi J P. 2005. Origin of gold metallogeny and sources of ore-forming fluids , Jiaodong Province , Eastern China [J]. International Geology Review , 47 : 530-549.
- Clayton R N, O 'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. Geophysical Research Letters, 77: 3057-3067.
- Fan H R , Zhai M G and Xie Y H. 2003. Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit , Jiaodong gold province , Ching J]. Mineralium Deposita , 38 :739-750.
- Fan H R , Hu F F and Yang J H. 2005. Fluid evolution and large-scale gold metallogeny during Mesozoic tectonic transition in the eastern Shandong Province J J. Acta Petrologica Sinica , 21 :1317-1328 (in Chinese with English abstract).
- Fan H R , Hu F F , Yang J H and Zhai M G. 2007. Fluid evolution and large-scale gold metallogeny during Mesozoic tectonic transition in the Jiaodong Peninsula ,Eastern Chiną A J. In : Zhai M G , Windley B F , Kusky T M and Meng Q , eds. Mesozoic sub-continental lithospheric thinning under eastern Asia C J. Geological Society of London , Special Publications , 280 : 303-316.
- Gao T Z , Zhao L S and Yang M Z. 2001. Gold mineralization and its evolution in the Mouping-Rushan gold ore belt , Shandong Province , China J]. Geotectonica et Metallogenia , 25(2):155-160(in Chinese with English abstract).
- Goldfarb R J , Phillips G N and Nokleherg W J. 1998. Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim[J]. Ore Geology Reviews , 13 : 185-218.
- Li H , Zhang W H , Liu B L , Li F G and Wang J C. 1993. The model of superimposed halos in Xincheng gold deposit , Shandong Province

[J]. Contributions to Geology and Mineral Resources Research , 1 : 1-12 (in Chinese with English abstract).

- Li S X ,Liu C C ,An Y H , Wang W C , Huang T L and Yang C H. 2007. Geology of gold deposits in Jiaodong[M]. Beijing : Geol. Pub. House. 1-423 in Chinese with English abstract).
- Ling H F , Hu S X , Sun J G , Ni P and Shen K. 2002. Geochemical study of granitic wall-rock alteration in Dayinggezhuang gold deposit of alteration rock type and Jinqingding gold deposit of quartz-vein type[J]. Mineral Deposits , 21(2): 189-199(in Chinese with English abstract).
- Lowenstern J B. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems J J. Mineralium Deposita , 36 : 490-502.
- Lu H Z , Guhua J and Fang G B. 1999. Characteristics of ore-forming fluid inclusion in Linglong gold mine , Shandong , China[J]. Geochemica , 28 : 421-437 (in Chinese with English abstract).
- Lu H Z , Fan H R , Ni P , Ou G X , Shen K and Zhang W H. 2004. Fluid inclusion M]. Beijing : Science Press. 1-450 (in Chinese).
- Luo Z K and Miao L C. 2002. Granites and gold deposits in Zhaoyuan-Laizhou area, eastern Shandong Province M]. Beijing : Metallurgical Industry Press. 1-13 (in Chinese).
- Mao J W , Wang Y T , Zhang Z H , Yu J J and Niu B G. 2003. Geodynamic settings of Mesozoic large-scale mineralization in North China and adjacent areas-Implication from the highly precise and accurate ages of metal deposits J J. Science in China (Series D), 46:838-85.
- Mao J W Li H M , Wang Y T , Zhang C Q and Wang R T. 2005. The relationship between mantle-derived fluid and gold ore-formation in the eastern Shandong Peninsula : Evidences from D-O-C-S J]. Acta Geological Sinica , 79 6): 839-857 in Chinese with English abstract).
- Mao J W , Wang Y T , Li H M , Pirajno F , Zhang C Q and Wang R T. 2008. The relationship of mantle-derived fluids to gold metallogenesis in the Jiaodong Peninsula : Evidence from D-O-C-S isotope systematics J J. Ore Geology Reviews , 33 : 361-381.
- Miao L C , Luo Z K , Huang J Z , Guan K , Wang L G , McNaughton N J and Groves D I. 1997. Zircon sensitive high resolution ion microprobe(SHRIMP) study of granitoid intrusions in Zhaoye gold belt of Shandong Province and its implicatior[J]. Science in China (Series D), 40(4): 361-369.
- Phillips G N and Evans K A. 2004. Role of CO₂ in the formation of gold deposits J]. Nature , 429 : 860-863.
- Qiu Y M, Groves D I, McNaughton N J, Wang L G and Zhou T H. 2002. Nature, age, and tectonic setting of granitoid-hosted, orogenic gold deposits of the Jiaodong Peninsula, eastern North China craton, China J]. Mineralium Deposita, 37:283-305.
- Ramboz C , Pichavant M and Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes : Use and misuse of fluid inclusion data in terms of immiscibility. J J. Chemical Geology , 37 : 283-305.

Roedder E. 1984. Fluid inclusions [M]. Review in Mineralogy, 12:1-644.

- Seward T M. 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions J J. Geochimica et Cosmochimica Acta , 37:379-399.
- Shen K , Hu S X , Sun J G , Ling H F , Zhao Y Y and Sun M Z. 2000. Character of ore-forming fluids of the Dayinggezhuang gold deposit in Eastern Shandong , China[J]. Acta Petrologica Sinica , 16(4):

542-550 in Chinese with English abstract).

- Shepherd T J , Rankin A H and Alderton D H M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies M]. London Blackie & Son Ltd. 1-239.
- Stefánsson A and Seward T M. 2004. Gold(I) complexing in aqueous sulphide solutions to 500°C at 500 bar[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68:4121-4143.
- Wang L G , Qiu Y M , McNaughton N J , Groves D I , Luo Z K , Huang J Z , Miao L C and Liu Y K. 1998. Constraints on crustal evolution and gold metallogeny in the northeastern Jiaodong Peninsula , China from SHRIMP U-Pb zircon studies of granitoids[J]. Ore Geology Reviews , 13 : 275-291.
- Wang L Z and Zhao H. 2008. The revelation to prospecting concealed deposit in Jiaodong gold deposit : Take the prospecting practice of Xincheng gold deposit as an example J J. Gold Science and Technology, 16(4):25-28(in Chinese with English abstract).
- Wang Y W , Zhu F S and Cong R T. 2002. Tectonic isotope geochemistry-further study on sulphur isotope of Jiaodong gold concentration area J J. Gold , 23 : 1-16 (in Chinese with English abstract).
- Xia L. 2003. Tectonic physicochemistry study on regional fluid in East Shandong area during Mesozoic gold mineralization (Ph. D. Dissertation) [D]. Beijing : Chinese Academy of Geological Sciences. 1-127 (in Chinese with English abstract).
- Xiao W Q and Dai T Y. 1995. Discussion on conditions of ore-forming materials in Jiaodong gold metallogenic province , Shandong J J. Geology and Exploration , 31(4):7-13(in Chinese with English abstract).
- Xu J H, He Z L and Xie Y L. 1996. Geochemistry of ore-forming fluids of gold deposits in greenstone belt[M]. Beijing : Geol. Pub. House. l-99 in Chinese with English abstract).
- Yang J H , Zhou X H and Chen L H. 2000. Dating of gold mineralization for super-large altered tectonite-type gold deposits in northwestern Jiaodong Peninsula and its implications for gold metallogeny[J]. Acta Petrologica Sinica , 16(3):454-458(in Chinese with English abstract).
- Yang J H , Wu F Y and Wilde S A. 2003. A review of the geodynamic setting of large-scale Late Mesozoic gold mineralization in the North China Craton : An association with lithospheric thinning[J]. Ore Geology Reviews , 23 : 125-152.
- Yang S W, Hou J Q and Guo B C. 1993. Geology of gold ore deposits in eastern Jiaodong Peninsula [M]. Qingdao : Qingdao Ocean University Press. 1691 (in Chinese).
- Yang Z F , Xu J K and Zhao L S. 1998. Crust evolution and geochemistry of gold deposits in Jiaodong M]. Beijing : Geol. Pub. House. 1-125 (in Chinese).
- Zhai M G , Yang J H and Liu W J. 2001. Large clusters of gold deposits and large-scale metallogenesis in the Jiaodong Peninsula , eastern China J J. Science in China Series D), 44 : 758-76.
- Zhai M G , Zhu R X , Liu J M , Meng Q R , Hou Q L , Hu S B , Li Z , Zhang H F and Liu W. 2004. Time range of Mesozoic tectonic regime inversion in eastern North China Block J J. Science in China (Series D), 47(2):151-160.
- Zhao H, Zhao K G, Ma Y L and Xiu C H. 2004. Characteristics of geological structure of the Xincheng gold deposit, Jiaodong, and direction in gold prospecting at depth[J]. Journal of Geomechanics, 10

(12):129-136(in Chinese with English abstract).

Zheng Y F and Chen J F. 2000. Stable isotope geochemistry [M]. Beijing : Science Press. 1-316(in Chinese).

附中文参考文献

- 陈光远,邵 伟,孙岱生.1989.胶东金矿成因矿物学与找矿[M].重 庆:重庆出版社.125-234.
- 陈国华,刘连登,仲崇学. 1998. 胶东金矿床的矿石地球化学研究 [J]. 世界地质,17(2):19-26.
- 范宏瑞,胡芳芳,杨进辉,沈 昆,濯明国.2005.胶东中生代构造体制 转折过程中流体演化和金的大规模成矿[J].岩石学报,21(25): 1317-1328.
- 高太忠 赵伦山 杨敏之. 2001. 山东牟乳金矿带成矿演化机理探讨 [J]. 大地构造与成矿学 25(2):155-160.
- 李 惠,张文华,刘宝林,李富国,王敬臣,赵可广.1998.山东新城金 矿床的叠加晕模式[J].地质找矿论丛,1:1-12.
- 李士先,刘长春,安郁宏,王为聪,黄太岭,杨承海.2007.胶东矿床地 质 M]北京,地质出版社.1-423.
- 凌洪飞,胡受奚,孙景贵,倪 培,沈 昆.2002.胶东金青顶和大尹格 庄金矿床花岗质围岩的蚀变地球化学研究[J].矿床地质,21 (2):187-199.
- 卢焕章 Guha J,方根保.1999.山东玲珑金矿的成矿流体特征[J].地 球化学 28(5):421-437.

卢焕章 , 范宏瑞 , 倪 培 , 欧光习 , 沈 昆 , 张文淮. 2004. 流体包裹 (梹 M] 北京 科学出版社. 1-487.

- 罗镇宽,苗来成.2002.胶东招莱地区花岗岩和金矿床[M].北京:冶 金工业出版社.1-13.
- 毛景文 李厚民 王义文 涨长青 王瑞廷.2005.地幔流体参与胶东金矿 成矿作用的氢氧碳硫同位素证据 J] 地质学报 79(6)839-857.
- 沈 昆,胡受奚,孙景贵,凌洪飞,赵懿英,孙明志.2000.山东招远大 尹格庄金矿成矿流体特征[J],岩石学报,16(4)542-550.
- 王龙振 赵 海. 2008. 对胶东金矿床寻找隐伏矿体的启示——以新 城金矿找矿实践为例[]]. 黄金科学技术,16(4)25-28.
- 王义文 朱奉三 ,宫润谭. 2002. 构造同位素地球化学——胶东金矿 集中区硫同位素再研究 J]. 黄金 23:1-16.
- 肖武权 戴塔银.1995.试论胶东金成矿区成矿物质条件[J].地质与 勘探 31(4):7-13.
- 夏 林.2003.胶东中生代金成矿期区域流体的构造物理化学研究 (博士论文]D]导师:吕古贤.北京:中国地质科学院.1-127.
- 徐九华,何知礼,谢玉玲.1996.绿岩型金矿床成矿流体的地球化学 [M].北京 地质出版社.1-99.
- 杨进辉,周新华,陈立辉.2000.胶东地区破碎带蚀变岩型金矿时代的 测定及其地质意义[J].岩石学报,16(3):454-458.
- 杨士望,侯建琪,郭百创.1993.胶东半岛东部金矿地质[M].青岛:青岛海洋大学出版社.169页.
- 杨忠芳,徐景奎,赵伦山.1998.胶东区域地壳演化与金成矿作用地球 化学[M].北京:地质出版社.1-125.
- 赵 海,赵可广,马耀丽,修春华.2004.胶东新城金矿地质构造特征 及深部找矿方向[J].地质力学学报,10(2):129-136.
- 郑永飞 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京 :科学出版 社. 1-316.